

# 汉诺坝玄武岩的地球化学特征 及成因模式\*

李天福 马鸿文 白志民

(中国地质大学材料科学与工程学院, 北京 100083)

**主题词** 汉诺坝 多韵次喷发 地球化学 多旋回底辟递进熔融 地幔柱 部分熔融程度

**提要** 汉诺坝地区玄武岩具有以碧玄岩为先导、碱性玄武岩到拉斑玄武岩浆多韵次喷发的特点;从碱性玄武岩到拉斑玄武岩,  $Mg^{\#}$  逐渐增高, 稀土元素丰度逐渐降低, 轻稀土元素由较富集到较不富集。岩石化学、微量元素地球化学特征表明, 从碧玄岩到拉斑玄武岩浆的部分熔融程度逐渐增高的产物, 未发生明显的分离结晶作用。本文将本区玄武岩详细的地球化学特征和经典的地幔岩熔融实验紧密结合, 提出了本区玄武岩的石榴石相地幔源区多旋回底辟递进熔融模式。底辟上升熔融过程中, 不同压力 (polybaric) 下所熔出的矿物相的不同控制了岩浆成分的变化。岩浆的多旋回性和相似于 OIB 型的不相容元素蛛网图暗示了其深部热动力背景可能是先后形成的同一地幔柱的多个地幔柱头部组成上地幔的多旋回底辟作用。

汉诺坝玄武岩位于华北地台北缘, 大麻坪玄武岩为汉诺坝玄武岩南缘的主体部分, 为晚第三纪中新世 (24.5~13.6 Ma)<sup>[1]</sup> 火山喷发的产物。因建平-承德-张家口断裂的活动而使北盘上升、南盘下降, 呈玄武岩陡坎, 下伏地层为白垩纪土井子组砂砾岩, 其他地方还覆于太古界、侏罗系之上。

对于汉诺坝玄武岩的成因, 前人提出过各种不同的认识: 碱性系列岩浆为部分熔融的原生岩浆或近原生岩浆, 亚碱性系列岩浆为分离结晶的产物<sup>[2~4]</sup>; 碱性系列和亚碱性系列均为部分熔融产物<sup>[5~6]</sup>; 碧玄岩浆和石英拉斑玄武岩浆均为不同源区的部分熔融产物, 过渡于这两者之间的碱性橄榄玄武岩浆和橄榄拉斑玄武岩浆为碧玄岩浆和石英拉斑玄武岩浆的混合岩浆<sup>[7~8]</sup>等。本文在研究大麻坪地区玄武岩成因的基础上, 提出多旋回底辟递进熔融的统一模式。

## 1 玄武岩地质

采样地点位于大麻坪村西北坝坎上, 玄武岩层的总体产状为  $330^{\circ} \angle 5^{\circ}$ , 稳定而变化小。火山岩系总厚约 155 m, 其中三层碱性玄武岩总厚 10.3 m。玄武岩可划分为两个旋回, 两者之间为一层厚约 0.2 m 的砂泥岩层。第一旋回厚 96.1 m; 第二旋回厚 59.2 m。每个旋回包

\* 本文由“国家教委跨世纪优秀人才计划”基金资助。

第一作者简介 李天福, 男, 1962年4月出生, 地质工程师, 现为中国地质大学(北京)博士研究生, 研究方向为岩浆作用与成矿过程计算机模拟。

收稿日期 99-01-08, 改回日期 99-03-02

括几个碱性系列到亚碱性系列的韵律<sup>[9]</sup>。但由于玄武岩的分布受古地形和距喷发中心远近的影响,在两个旋回的底部缺失碧玄岩层,未能显示完整的碱性系列到亚碱性系列的韵律。在西南侧含超镁铁岩包体的碧玄岩直接与土井子组和喷发间断之后的砂泥岩接触,构成以碱性玄武岩开始亚碱性玄武岩结束的韵律<sup>[7-9]</sup>。玄武岩呈黑色;致密块状玄武岩往往呈陡坎,个别层位具柱状节理;气孔及杏仁发育的玄武岩和熔渣状玄武岩抗风化能力较差,露头多呈缓坡。包体产于碧玄岩和碱性橄榄玄武岩(主要产于前者)中。不同层位的碧玄岩中包体的含量也不同。从整个大麻坪地区来看,下部层位的碧玄岩所含包体丰富,个体也很大,多呈浑圆状;上部层位的碧玄岩所含包体少或无,个体一般小于10 cm,显示棱角。本文资料和前人<sup>[8-9]</sup>的研究均表明,汉诺坝玄武岩浆的活动表现为以碧玄岩为先导、多韵次喷发的特点。

## 2 岩相特征

**碧玄岩** 深灰黑色至黑色,致密块状构造,斑状结构,基质呈微晶柱粒状结构。斑晶有橄榄石、碱性长石,偶见单斜辉石。橄榄石斑晶呈浑圆状,发育有裂纹,沿裂纹被细小的蚀变矿物集合体交代,粒度为 $1.25 \times 0.87 \sim 0.05 \times 0.05$  mm。碱性长石斑晶分别为浑圆状或折线状晶边,见肖钠长石双晶,大小 $0.10 \times 0.12$  mm。单斜辉石斑晶少见。

基质中的矿物成分为斜长石(20%~30%)、单斜辉石(0%~30%)、碱性长石(10%~40%)和磁铁矿等铁钛氧化物(10%~30%)。以斜长石微晶为例,粒度 $0.002 \times 0.005 \sim 0.05 \times 0.25$  mm。

**碱性橄榄玄武岩** 灰黑色,致密块状构造,斑状结构,基质为间粒结构。斑晶有橄榄石(5%)和斜长石(1%),未见单斜辉石斑晶。橄榄石斑晶呈浑圆粒状,较大者具裂纹,粒度约0.25 mm。斜长石斑晶具聚片双晶,大小 $0.25 \times 0.7 \sim 0.7 \times 1.4$  mm。

基质中,斜长石板条状微晶组成的格架中充填有细粒(0.1 mm)的橄榄石和绿帘石化单斜辉石、磁铁矿颗粒。斜长石微晶小于 $0.25 \times 1.25$  mm,含量约62%,橄榄石含量约20%,单斜辉石约10%。

**橄榄拉斑玄武岩** 灰黑色,厚层状;结晶程度较碱性橄榄玄武岩高,斑状结构,基质为间粒结构、微晶含长结构,有的可达粒玄结构。斑晶主要为橄榄石(1%~10%,多为5%~10%),只有最上一层橄榄拉斑玄武岩含有少量单斜辉石斑晶(1%)。橄榄石斑晶为短柱状、浑圆状,晶体裂理发育,较长柱状者自形程度较高,有时数个晶体组成聚斑,偶见内部包裹有斜长石,沿边部和裂理有绿泥石化现象,粒度 $0.2 \times 0.2 \sim 0.8 \times 1.2$  mm。单斜辉石斑晶呈长柱状,具褐色-淡褐色多色性, $\text{TiO}_2$ 含量为1.93%~3.31%,为含钛普通辉石,粒度为 $0.4 \times 0.5 \sim 0.5 \times 1.25$  mm。

基质中的斜长石(54%~70%)板条状晶体杂乱排列或略具定向排列,其格架之间充填有橄榄石(在不同的薄片变化于5%~8%)、单斜辉石(5%)和磁铁矿(1%)颗粒。基质中最大的斜长石微晶的聚片双晶细密、清晰,粒度小于 $0.60 \times 1.25$  mm。部分层位碳酸盐化和绿泥石化较强烈。

**石英拉斑玄武岩** 灰黑色,厚层状;显晶质结构,镜下呈斑状结构、基质粒玄结构和交织结构、含长结构等。斑晶为单斜辉石(2%~8%)、橄榄石(3%~5%)和斜长石(0%~5%)。

由于岩石的结晶程度高,所以斑晶与基质之间的矿物粒度界限不很截然,有时基质斜长石的长轴方向可大于某些斑晶。单斜辉石斑晶呈长柱状或短柱状,被基质中的长板条状斜长石穿插而呈含长结构,偶见单斜辉石的十字穿插双晶。粒度为  $0.25 \times 0.37 \sim 0.5 \times 1.25$  mm。

基质中长板条状斜长石(55%~74%)自形程度高,是基质中粒度最大者,为  $0.05 \times 0.38 \sim 0.25 \times 2.0$  mm,它们杂乱分布或平行、半平行排列,其间有颗粒状橄榄石(2%~4%)和它形单斜辉石(5%)及铁钛氧化物粉末集合体(2%~5%)。

综合上述,碧玄岩的结晶程度最低,说明其上升速度快,这与其常常携带大量的深源包体的事实相吻合;拉斑玄武岩类结晶程度高,说明上升速度较慢。单斜辉石斑晶主要见于靠上部的石英拉斑玄武岩,其次见于较上部的一层橄榄拉斑玄武岩,偏下部的层位均未见单斜辉石斑晶;碱度较高的碱性橄榄玄武岩和碧玄岩中也很少见。大麻坪地区的拉斑玄武岩虽然在化学成分上是亚碱性的,但在矿物成分上却是碱性玄武岩系列的特征(斑晶中几乎无斜方辉石和基质含有相当数量的橄榄石),如样品 DM-2 的 CIPW 标准矿物分子中无橄榄石,定名为石英拉斑玄武岩,但在薄片中存在斑晶和基质两个世代的橄榄石。因此,该地区的拉斑玄武岩具有某种过渡性质<sup>[4]</sup>。

### 3 岩石化学

除本文测试的玄武岩全岩化学成分外,还引用了 Zhi 等<sup>[7]</sup>的大麻坪剖面数据。由表 1 列出的玄武岩的岩石化学数据及其参数,可以观察到剖面上岩石化学的变化特征。在同一韵律中,总体上从碧玄岩、碱性橄榄玄武岩、橄榄拉斑玄武岩到石英拉斑玄武岩,  $\text{SiO}_2$  含量逐渐增加,  $\text{FeO}^*$  含量逐渐降低,碧玄岩的  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  值最高,但其  $\text{Mg}^\#$  值往往不高,为 0.55~0.63,  $\text{Mg}^\#$  值一般以碱性橄榄玄武岩为最高,为 0.63~0.66,甚至橄榄拉斑玄武岩的  $\text{Mg}^\#$  值也高,为 0.59~0.66。CIPW 标准分子表现为 ne 减少,hy 和 q 分子增加。

碧玄岩多为过碱性岩,个别为碱性岩;碱性橄榄玄武岩为碱性岩,有的大于碱性岩的上限;橄榄拉斑玄武岩和石英拉斑玄武岩多为钙碱性岩,个别为钙性岩。根据 Hyndman<sup>[10]</sup>的  $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$  图解,首先把玄武岩划分为亚碱性玄武岩系列和碱性玄武岩系列;根据都城秋穗<sup>[10]</sup>  $\text{FeO}^* / \text{MgO} - \text{SiO}_2$  图解和  $\text{FeO}^* / \text{MgO} - \text{FeO}^*$  图解,将亚碱性系列划分为钙碱性系列和拉斑玄武岩系列,本文所做 11 个样品中碱性和亚碱性系列各近占一半,亚碱性系列有一个属钙碱性系列,其它均为拉斑玄武岩系列。

### 4 微量元素地球化学

8 件玄武岩样品的微量元素用中子活化法测定(表 2)。

#### 4.1 稀土元素

玄武岩的稀土元素配分型式(图 1)所用的球粒陨石标准值为 Boynton 等<sup>[11]</sup>的数据。总体上,由碱性玄武岩到拉斑玄武岩轻稀土元素含量降低,重稀土元素含量稍有增高,稀土曲线呈交叉现象;轻重稀土元素高度分异,轻稀土元素富集且含量变化大,重稀土元素含量低且变化小;所以,碱性玄武岩和拉斑玄武岩的配分曲线在轻稀土元素一端发散,在重稀土元素一端因丰度相似而收敛,轻重稀土元素分异程度降低。轻稀土元素富集意味着玄武岩形

成时的部分熔融程度低或其源区是富含轻稀土元素的,重稀土元素含量低的岩石意味着在地幔部分熔融时其源区有石榴石等的残留;所显示的极微弱的Eu正异常,说明无斜长石的明显晶出。

#### 4.2 不相容元素

在橄榄岩-玄武岩熔体体系中,除稀土元素外,Ba、Rb、Th、U、Nb、Ta、Sr、Zr、Hf、Ti、Y也都是不相容元素。当地幔橄榄岩部分熔融时,这些元素会程度不同地富集在玄武岩熔体中。图2为玄武岩不相容元素经原始地幔丰度<sup>[1]</sup>标准化的Thompson比值蛛网图。

表1 玄武岩岩石化学数据、CIPW标准矿物和参数

Table 1 Petrochemical data of basalt, CIPW normative minerals and parameters

样号 序号	DM-12 1	DM-11 2	DM-10 3	DM-9 4	DM-8 5	DM-7 6	DM-6 7	DM-5 8	DM-4 9	DM-2 10	DM-1 11
岩性	橄榄拉斑 玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	碧玄岩	橄榄拉斑 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	碱性橄榄 玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	碱性橄榄 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	碧玄岩
SiO <sub>2</sub>	47.12	48.80	42.91	48.66	49.41	42.28	45.61	44.13	49.52	48.94	43.62
TiO <sub>2</sub>	1.81	1.91	2.58	1.82	2.06	2.71	2.23	2.43	1.95	1.74	2.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	16.31	15.11	14.49	15.40	13.15	13.91	13.92	14.03	15.07	13.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.89	3.08	4.76	3.05	3.12	6.27	4.54	3.87	3.86	3.81	7.62
FeO	8.20	7.55	7.28	7.90	7.12	6.94	7.63	8.89	7.47	6.97	5.55
MnO	0.17	0.13	0.12	0.13	0.11	0.14	0.12	0.14	0.11	0.11	0.14
MgO	8.07	7.96	7.63	7.71	6.55	9.75	7.64	9.31	7.55	6.95	6.84
CaO	8.21	8.04	7.78	9.02	9.07	9.04	9.18	9.33	8.56	9.62	9.21
Na <sub>2</sub> O	2.80	2.80	4.50	2.73	2.76	2.77	2.51	2.35	2.82	2.68	3.41
K <sub>2</sub> O	0.96	1.00	1.39	0.83	1.13	1.44	1.01	1.17	0.71	0.64	2.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.35	0.30	0.91	0.40	0.51	0.85	0.61	0.14	0.34	0.30	1.27
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.44	1.46	3.80	1.32	1.43	1.47	2.04	2.55	1.70	1.41	3.75
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.62	0.65	0.79	1.43	0.67	1.72	1.65	0.68	0.91	1.04	0.79
烧失	0.61	0.16	-	0.85	0.38	1.22	1.10	0.16	0.20	0.32	0.18
总量	99.64	100.15	99.56	99.65	99.72	99.75	99.78	99.66	99.73	99.60	99.91
Ap	0.83	0.71	2.16	0.95	1.21	2.11	1.44	0.33	0.81	0.71	3.01
Il	3.44	3.63	4.90	3.46	3.91	5.41	4.24	4.62	3.70	3.30	4.18
Mt	2.74	4.47	5.92	4.42	4.52	6.42	5.41	5.61	5.00	4.70	5.36
Q	0.00	0.00	0.00	0.00	1.27	0.00	0.00	0.00	1.49	0.96	0.00
Or	5.67	5.91	8.21	4.90	6.68	8.92	5.97	6.91	4.20	3.78	12.06
Ab	23.69	23.69	19.99	23.10	23.35	17.00	21.24	19.06	23.86	22.68	17.55
Ne	0.00	0.00	9.80	0.00	0.00	4.13	0.00	0.45	0.00	0.00	6.13
An	26.59	28.98	16.92	24.83	26.29	20.19	23.70	23.98	23.53	27.20	14.93
Di	9.62	7.21	12.64	14.00	12.41	16.95	14.43	17.22	13.50	15.02	18.29
Hy	12.23	19.51	0.00	19.65	17.62	0.00	12.37	0.00	20.82	18.43	0.00
Ol	10.18	3.79	14.41	1.45	0.00	18.90	6.15	17.51	0.00	0.00	13.37
总量	94.99	97.90	94.95	96.76	97.27	100.04	94.94	95.69	96.90	96.79	94.87
Mg <sup>#</sup>	0.64	0.65	0.63	0.63	0.62	0.66	0.62	0.65	0.63	0.62	0.57
σ	3.43	2.49	-1.00	2.24	2.36	13.57	4.75	10.96	1.91	1.86	47.91
S <sub>I</sub>	36.82	35.55	29.93	34.70	31.67	36.17	32.86	36.38	33.75	33.11	27.28
系列	碱性	亚碱性	碱性	亚碱性	亚碱性	碱性	碱性	碱性	亚碱性	亚碱性	碱性

续表 1

样号	ZB- 111	ZB- 41	ZB- 49	ZB- 51	ZB- 53	ZB- 83	ZB- 77	D- 3	D- 5
序号	12	13	14	15	16	17	18	19	20
岩性	霞石 碧玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	霞石 碧玄武岩	霞石 碧玄武岩	碱性橄榄 玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩
SiO <sub>2</sub>	47.33	49.21	50.80	50.99	44.58	46.78	48.31	46.71	50.17
TiO <sub>2</sub>	2.80	2.31	2.27	1.98	2.72	2.21	2.38	2.67	2.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.27	15.16	14.53	15.03	14.21	15.00	15.75	14.10	15.72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.32	3.82	3.79	3.49	4.23	3.73	3.89	4.19	3.56
FeO	8.25	7.93	8.33	8.00	9.86	9.07	7.16	8.61	6.77
MnO	0.16	0.21	0.16	0.16	0.17	0.18	0.15	0.18	0.13
MgO	7.63	6.34	6.69	7.02	7.33	6.18	6.80	9.31	7.41
CaO	8.30	9.93	8.67	9.28	9.13	7.56	9.53	9.83	8.93
Na <sub>2</sub> O	4.41	3.02	3.30	2.83	4.50	5.69	3.89	2.24	3.44
K <sub>2</sub> O	1.63	1.40	1.07	0.90	1.99	2.31	1.56	1.45	1.35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.89	0.67	0.38	0.32	1.27	1.28	0.57	0.71	0.46
总量	99.99	100.00	99.99	100.00	99.99	99.99	99.99	100.00	99.99
Q	0.00	0.00	0.13	1.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ne	5.80	0.00	0.00	0.00	12.31	14.74	3.73	0.00	0.00
Hy	0.00	9.61	17.96	19.14	0.00	0.00	0.00	8.57	7.52
Ol	13.06	4.24	0.00	0.00	13.87	12.72	10.43	10.93	7.50
Mg <sup>#</sup>	0.62	0.59	0.59	0.61	0.57	0.55	0.63	0.66	0.66
σ	8.43	3.15	2.45	1.74	26.66	16.93	5.59	3.67	3.20
SI	29.08	28.17	28.86	31.56	26.26	22.91	29.18	36.09	32.89
系列	碱性	碱性	亚碱性	亚碱性	碱性	碱性	碱性	碱性	碱性

序号 1~11 的样品为本文样品, 分析者为中国地质大学(北京)化学分析室陈力平、陈洁; 其他取自参考文献[7]同一地点的样品; 表中样品号从左到右为从下到上。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 的校正据 Irvine 等<sup>[10]</sup>的方法。

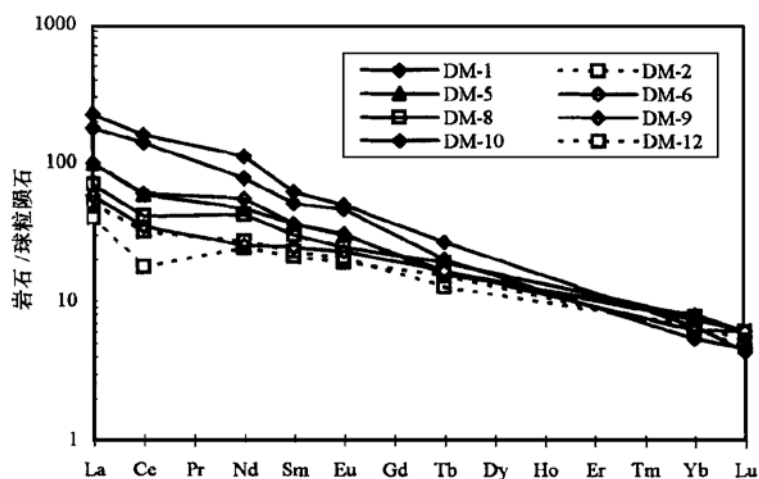


图 1 玄武岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(据[11])

Fig. 1 Chondrite-normalized REE patterns of basalts

表 2 玄武岩微量元素分析数据( $10^{-6}$ )

Table 2 Trace element analyses of basalt

样号	DM-12	DM-10	DM-9	DM-8	DM-6	DM-5	DM-2	DM-1
岩性	橄榄拉斑 玄武岩	霞石 碧玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	橄榄拉斑 玄武岩	碱性橄榄 玄武岩	石英拉斑 玄武岩	霞石 碧玄武岩
Ba	286	660	217	268	315	360	185	456
Rb	19	19	51	39	14	45	17	45
Th	1.90	6.75	1.85	2.34	2.86	3.10	1.02	7.60
U	1.47	3.11	0.68	0.65	1.50	1.61	0.64	1.82
Ta	1.18	5.38	1.40	1.96	2.39	2.91	0.94	5.77
Sr	426	1260	328	491	631	548	243	1290
Zr	140	691	150	58	140	101	101	246
Hf	3.07	7.99	3.13	4.10	4.43	4.43	3.07	8.44
Cr	169	115	177	124	154	171	142	89
Co	45	48.8	46	43.4	52.8	51.9	44.6	46.9
Ni	278	269	277	270	280	282	270	270
La	16.00	55.10	18.00	21.60	30.70	30.80	12.40	69.10
Ce	25.80	112.00	27.80	33.20	48.80	47.80	14.20	128.03
Nd	16.35	47.00	15.15	25.43	33.25	28.18	14.55	67.20
Sm	4.47	9.94	4.80	5.86	7.09	7.06	4.12	12.13
Eu	1.51	3.44	1.68	1.81	2.26	2.22	1.41	3.69
Tb	0.61	0.96	0.79	0.9	0.75	0.78	0.73	1.28
Yb	1.43	1.13	1.31	1.65	1.7	1.56	1.35	1.39
Lu	0.18	0.15	0.21	0.21	0.21	0.21	0.16	0.15

分析者: 中国科学院高能物理研究所核技术应用部联合开放研究实验室韩松、贾秀琴。

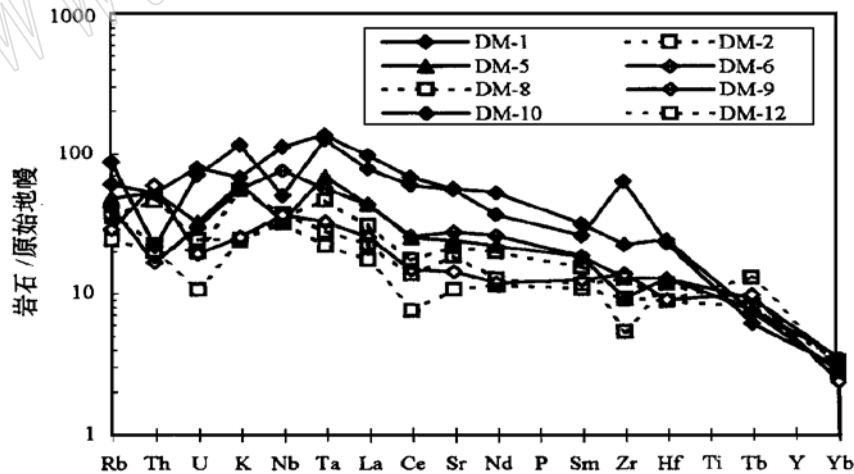


图 2 玄武岩不相容元素原始地幔标准化蛛网图(据[11])

Fig. 2 Inital mantle-normalized web diagram of incompatible elements in basalts

从图中可见,大多数高度和中等不相容元素含量变化大,而且在碱性岩中最高;从碱性岩到拉斑玄武岩,大多数不相容元素的丰度都有所降低,不相容性最小的那些元素(Ti到Yb)的曲线段常常发生重叠式交叉,与稀土元素表现的丰度关系相似,总体上与洋岛玄武岩

的不相容元素分布型式相似<sup>[7,12]</sup>。在碧玄岩样品 DM-10 中出现了 K 和 Rb 的负异常, 这种现象通常认为是金云母在源区残留的表现, 而且由此 K 负异常也排除了地壳混染的可能, 这与邱家骧等<sup>[13]</sup>和 Zhi 等<sup>[7]</sup>结论一致。

#### 4.3 相容元素

这里主要指 Cr、Co、Ni 等元素。从表 2 可看出, 强相容元素 Cr 从碧玄岩到碱性橄榄玄武岩进一步到拉斑玄武岩呈现低、高、次高的变化特点, Ni 的丰度在碧玄岩中最低, 即从碧玄岩到拉斑玄武岩这两个元素稍有增高; Co 在各种岩石中几乎无变化(图 3)。Ni 和 Co 主要赋存于橄榄石中, Cr 主要赋存于单斜辉石和尖晶石中。正是这些矿物在不同阶段的熔融造成了主要元素和不相容元素的上述变化(见后)。

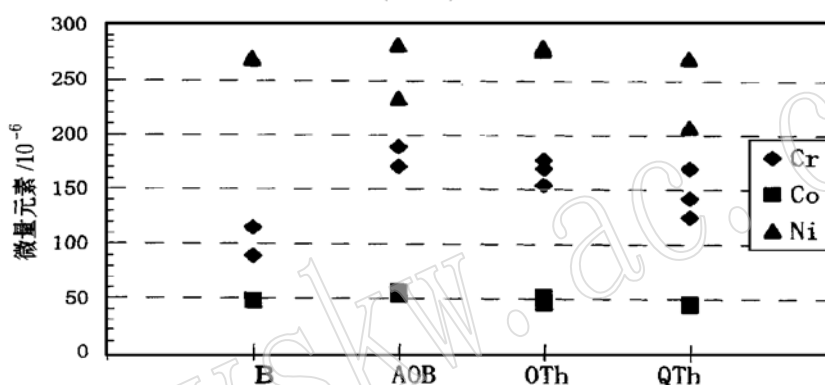


图 3 不同玄武岩中典型相容元素的丰度变化

Fig. 3 Variations of abundances of typical incompatible elements in different basalts

B—碧玄岩; AOB—碱性橄榄玄武岩; OTh—橄榄拉斑玄武岩; QTh—石英拉斑玄武岩

## 5 岩浆成因

### 5.1 主要元素

Ito 等<sup>[10]</sup>、O'Hara<sup>[10]</sup>、Mysen 等<sup>[10]</sup>高温高压橄榄岩的熔融实验和 Green 等的各种类型玄武岩的熔融-结晶实验<sup>[10]</sup>表明, 随着橄榄岩的部分熔融程度增加, 产生的岩浆顺序是: 碧玄岩→碱性橄榄玄武岩→橄榄拉斑玄武岩。虽然高压分离结晶作用(如跨越 B 型趋势)和部分熔融作用都可以产生同样的岩浆序列, 但是由于元素的变异在不同的物理化学条件下表现出不同的趋势, 因此可以从中找出区别两种机理的标志。

从  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Ca/(Ca+Na)$  值图上(图 4)可见, 总体上碱性系列的玄武岩  $Mg^{\#}$  值和  $Ca/(Ca+Na)$  值低而拉斑系列的高。这与岩石发生部分熔融形成岩浆时, 随熔融程度的增大, 形成的原生岩浆中这两个值持续地增高<sup>[14,15]</sup>一致。在固定压力下, 随熔融程度的增高, 玄武质岩浆的  $Mg^{\#}$  值增加, ne 标准分子则缓慢降低<sup>[16]</sup>。在  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - ne$  的图(图 5)上,  $Mg^{\#}$  值与 ne 标准矿物分子呈负相关关系。碧玄岩的  $Mg^{\#}$  值低而 ne 标准矿物分子高, 碱性橄榄玄武岩的  $Mg^{\#}$  值高而 ne 标准矿物分子低。在  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - (K_2O+Na_2O)$  图(图 6)上, 总体上表现为碱性系列的全碱含量高而  $Mg^{\#}$  低, 拉斑系列的全碱含量低而  $Mg^{\#}$  高, 所以在大麻坪地区, 通常被认为是原生岩浆的碧玄岩的  $Mg^{\#}$  值并不高。因此,

从主要元素看,由碧玄武岩到拉斑玄武岩是部分熔融程度不断增高的产物。

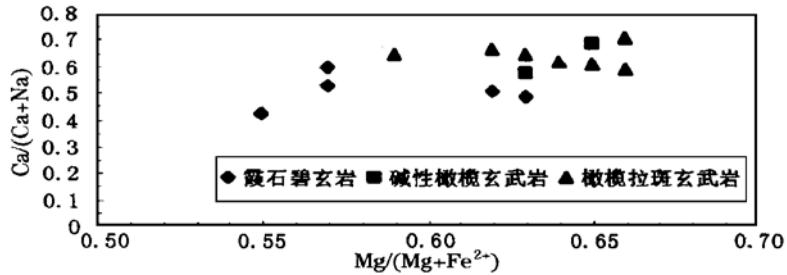


图 4 玄武岩  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Ca/(Ca+Na)$  图

Fig. 4  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - Ca/(Ca+Na)$  diagram of basalts

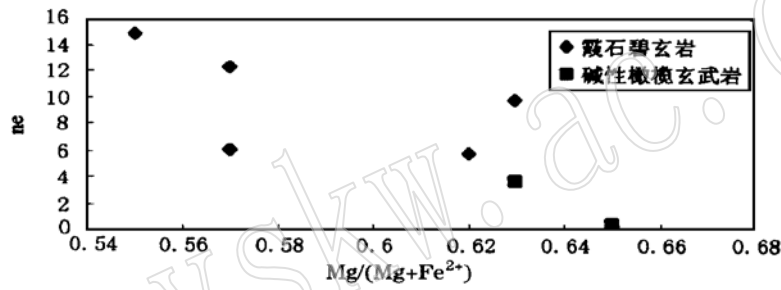


图 5 碱性玄武岩  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - ne$  图

Fig. 5  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - ne$  diagram of alkali basalts

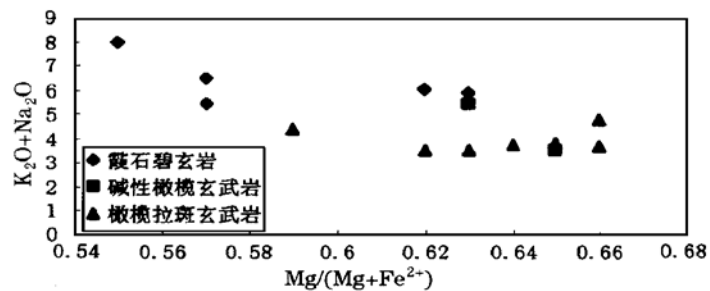


图 6 玄武岩  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - (K_2O+Na_2O)$  图

Fig. 6  $Mg/(Mg+Fe^{2+}) - (K_2O+Na_2O)$  diagram of basalts

## 5.2 微量元素

由前述可知,从碱性碧玄武岩到拉斑玄武岩,不相容元素丰度降低,而相容元素丰度变化不大,这是部分熔融作用的表现。仅从稀土元素和其他不相容亲石元素来看,似乎碱性玄武岩是地壳混染的结果;但是,K 负异常排除了这种可能性,氧同位素资料也证明了这一点<sup>[8]</sup>。分离结晶作用不能解释 Cr 的低、高、次高的变化,而其更可能是单斜辉石和尖晶石部分熔融的结果。



根据 La/Sm-La 相关图(图 7)玄武岩的投点呈倾斜分布的点列,碧玄武岩的投点处于右上方,拉斑玄武岩系列岩石的投点处于左下方向,即从 La 元素看,从碧玄武岩到拉斑玄武岩系列的岩石,其丰度是缓慢降低的;该相关图的是 Treuil 以批式熔融和不平衡分离结晶模型为基础的<sup>[11]</sup>,所以,根据地幔岩部分熔融形成玄武岩时强不相容元素丰度随着熔融程度的增加而缓慢降低的特点判断,从碧玄武岩到拉斑玄武岩为批式部分熔融程度逐渐增高形成的岩浆。如果用其他过亲岩浆元素和亲岩浆元素作图,仍然有这种结论。

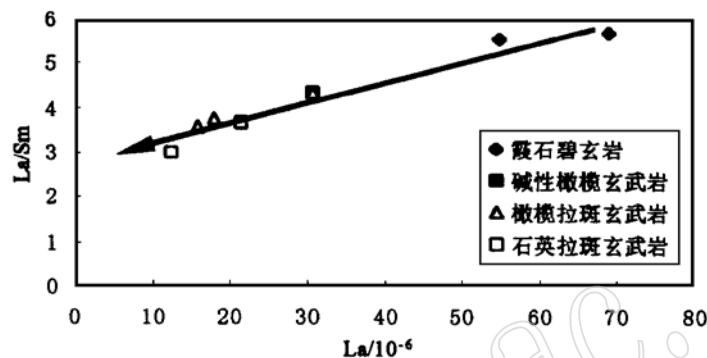


图7 玄武岩 La-La/Sm 图

Fig. 7 La-La/Sm diagram of basalts  
(图中箭头方向为部分熔融程度增高方向)

### 5.3 成因模式

上地幔物质发生熔融形成岩浆的因素有加热、减压和以水为主挥发分的加入,这三个因素往往综合起作用,但以某一种因素为主。中国东部的裂谷属于主动裂谷系<sup>[17]</sup>,这是一种软流圈物质上涌而发生的岩石圈破裂。这种软流圈的上涌看来应当与地幔热柱有关。邓晋福等<sup>[18]</sup>曾对这一方面进行过探讨。世界上许多地区的玄武岩成因都与地幔柱有关,如东非的 Gregory 裂谷玄武岩(30 Ma~ 现代)<sup>[19]</sup>、冰岛玄武岩<sup>[20]</sup>、美国盆岭和哥伦比亚高原玄武岩(晚第三纪)<sup>[21]</sup>、澳大利亚东南部玄武岩(70 Ma~ 0.01 Ma)<sup>①</sup>。地幔柱为特定地质时代大面积的大陆溢流玄武岩和暗色岩系的成因找到了新解释<sup>②</sup>。地幔热柱对上地幔物质兼具加热和减压双重的作用,这是汉诺坝地区玄武岩形成的深部动力背景。

汉诺坝玄武岩携带的大量深源包体中有非常少量的含尖晶石的石榴石二辉橄辉岩包体<sup>[22]</sup>,说明玄武岩的起源深度至少为所携带包体的最大深度。这些石榴石相区的地幔物质在地幔热柱作用下底辟时发生熔融而产生玄武岩岩浆,同时富铝相也发生着相的转变。

在尖晶石相区,随固相线温度的增高,矿物消失的顺序为单斜辉石→尖晶石→斜方辉石→橄辉石<sup>[10]</sup>。在熔融作用的初始阶段,富 Al 单斜辉石优先熔融起着主要作用。由于单斜辉石中保存了橄辉岩中全部的 Na,因此,熔融时 Na 首先熔出,进入 ne 标准分子中,同时熔浆具橄辉石标准分子,所以,这时的初始熔浆是含 ne 标准分子的碧玄武岩。进一步的熔融使

① O' Reilly SY, Zhang M. Geochemical characteristics of lava-field basalts from eastern Australia and inferred sources: connections with the subcontinental lithospheric mantle? (manuscript), 1994.

② 周新华. 论壳幔相互作用的普遍性及其深部动力学意义. 见: 中国矿物岩石地球化学学会地幔矿物岩石地球化学专业委员会等. 壳幔相互作用与岩石圈演化学术讨论会论文集. 1997. 北京.

尖晶石也较早进入熔体,使得熔体中  $\text{SiO}_2$  含量相对降低,又由于尖晶石含有大量的 Cr,使得熔体中的 Cr 含量增加较多,同时部分其他矿物如斜方辉石的熔融,使熔体中橄榄石标准分子含量增高,岩浆的成分为碱性橄榄玄武岩。随着熔融程度的增大,斜方辉石进入熔浆的数量增加,ne 标准分子含量降低至零,Cr 含量也开始降低,熔浆成分进入 hy 标准分子区。hy 标准分子的逐渐增加,熔浆成分演化为橄榄拉斑玄武岩的成分。当地幔底辟至斜长石相区时,有斜方辉石的不一致熔融,即  $\text{En} \rightarrow \text{Ol} + \text{SiO}_2$ ,这样造成熔出的岩浆中含有较高的石英标准分子,岩浆成分相当于石英拉斑玄武岩。在以上过程中,除了主要的熔融矿物外,也有其他矿物(橄榄石)少量的部分熔融及其易熔组分进入熔体。每一阶段形成的熔体只有一部分(5%~10%)<sup>[23]</sup>喷出地表,大部分与进一步熔融形成的熔体混合形成新的熔体,这种新熔体的一部分又喷出地表。与地幔上涌相关的新生代主动裂谷条件,不仅为低程度的部分熔融创造了条件,也为所产生的岩浆提供了通道。这些熔体在喷出地表时,主要携带了沿途的尖晶石相区的包体,而石榴石相区的包体因主要处于初始岩浆房的下方而只有很少量的带出,而且因尖晶石的熔出使得石榴石二辉橄榄岩包体中所含的尖晶石非常少。亚碱性玄武岩因其上升速度较小而不能带出包体。每一个这样的过程便会形成一个碱性到亚碱性的玄武岩喷发韵律。这一模式可称为多旋回底辟递进熔融模式。

那么,造成地幔物质多次上涌热动力的背景又是什么呢?最近的实验研究<sup>[24,25]</sup>表明,在地幔柱的头部,温度最高部位位于其核部,主要使在此部位的深部物质发生熔融,后来卷入到边部的物质则不足以被加热到发生熔融的程度。考虑到依赖于温度和应力的流变学的实验表明,同一地幔柱可先后形成多个地幔柱头部。在地幔尺度上的计算机数值模拟表明,在下地幔,动力学应力低,地幔柱的不稳定性以牛顿蠕变方式缓慢增大;在上地幔,动力学应力较强(大于 0.5 MPa),橄榄石表现为非牛顿蠕变,造成了上地幔物质粘度的弱化效应,使得地幔柱头部上升速度加快而与尾部分离,该地幔柱头部的热造成了一定深度地幔物质的不稳定而诱发了其底辟上升。随后,下面的地幔柱尾部再一次聚集形成另一个地幔柱头部而上升。这是在考虑了更切合实际的非牛顿流变学效应时,才会有地幔柱的这种演变,这时地幔柱头部要比牛顿流变学边界条件下的地幔柱头部更有效地导致溢流玄武岩火山作用<sup>[25]</sup>。这样,一旦形成一个地幔柱,可在同一地区形成多次地幔柱头部诱发的底辟作用。底辟体上升到一定深度开始熔融,在不同深度上,不同矿物相的熔融形成了不同成分的岩浆。这种玄武岩浆作用造成的岩石圈温度的升高也是造成石榴石变为尖晶石+斜方辉石+橄榄石+斜长石等后成合晶矿物组合<sup>①</sup>的原因。因此,用地幔热柱可较好地解释汉诺坝玄武岩形成的深部作用背景,这也与前面的不相容元素具 OIB 特征相一致<sup>[21]</sup>。

## 6 结论

- (1) 大麻坪地区玄武岩是以碧玄岩为先导,碱性岩到拉斑玄武岩浆多韵律喷发的结果。
- (2) 岩石地球化学研究表明,碧玄岩到拉斑玄武岩浆是部分熔融程度逐渐增高的产物,未发生明显的分离结晶作用。

① 陈绍海, 华北克拉通北缘下地壳-上地幔的组成与结构及壳幔相互作用: 汉诺坝玄武岩中深源岩石捕虏体成因岩石学研究(中国科学院地质研究所博士论文), 1996。

(3) 玄武岩的成因模式为(尖晶石)石榴石相地幔源区多旋回底辟递进熔融。底辟上升熔融过程中所熔出的矿物相控制了岩浆成分的变化。

(4) 同一地幔柱先后形成的多个地幔柱头部的热动力诱发了上地幔的多旋回底辟作用。

#### 参 考 文 献

- 1 刘若新, 陈文奇, 孙建中等. 中国新生代火山岩的 K-Ar 年代与构造环境. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992, 1~ 43.
- 2 邱家骧, 李昌年, 马昌前. 汉诺坝玄武岩板块构造环境及岩浆成因机理的分析. 岩石学报, 1986, 2 (3): 1~ 11.
- 3 邓晋福, 鄂莫岚, 路凤香. 汉诺坝玄武岩化学及其演化趋势. 岩石学报, 1988, 4 (1): 22~ 33.
- 4 马昌前, 邱家骧, 李昌年. 汉诺坝玄武岩的稀土元素地球化学及其岩石成因. 矿物学岩石学论丛 (第4辑), 北京: 地质出版社, 1988, 130~ 139.
- 5 从柏林, 张儒瑗. 汉诺坝玄武岩及其超镁铁质岩包体的过渡金属地球化学研究. 见: 岩石学研究 (第1辑), 北京: 地质出版社, 1982, 44~ 51.
- 6 李绍柄, 刘德林, 张振江等. 汉诺坝玄武岩稀有元素成分特征. 地球化学, 1987, (4): 351~ 359.
- 7 Zhi XC, Song Y, Frey FA et al. Geochemistry of Hannuoba basalts, eastern China: Constraints on the origin of continental alkalic and tholeiitic basalt. *Chemical Geology*, 1990, 88: 1~ 33.
- 8 支霞臣, 冯家麟. 汉诺坝玄武岩的地球化学. 见: 刘若新主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992, 114~ 148.
- 9 邓晋福, 路凤香, 鄂莫岚. 汉诺坝玄武岩岩浆起源及上升的  $P-t$  路线. 地质论评, 1987, 33 (4): 317~ 323.
- 10 邱家骧主编. 应用岩浆岩岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991, 315~ 318.
- 11 李昌年编著. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992, 179~ 182.
- 12 陈道公, 汪荣华, 李彬贤等. 山东临朐玄武岩微量元素地球化学特征. 岩石矿物学杂志, 1988, 7 (1): 20~ 28.
- 13 邱家骧, 李昌年, 李增田. 汉诺坝玄武岩的主要特征及其形成的  $T$ 、 $P$ 、 $f_{O_2}$  条件. 岩石矿物学杂志, 1986, 5 (3): 193~ 202.
- 14 Jaques AL, Green DH. Anhydrous melting of peridotite at 0~ 1. 5 GPa pressure and genesis of tholeiitic basalt. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1980, 73: 287~ 310.
- 15 鄂莫岚, 赵大升主编. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987, 126~ 128.
- 16 邓晋福, 赵海玲, 罗照华等. 玄武岩反演软流层地球化学与地幔流体. 见: 杜乐天主编. 地幔流体与软流层 (体) 地球化学. 北京: 地质出版社, 1996, 69~ 70.
- 17 邓晋福. 大陆裂谷岩浆作用与深部过程. 见: 池际尚主编. 中国东部新生代玄武岩及上地幔研究 (附金伯利岩). 武汉: 中国地质大学出版社, 1988, 232~ 256.
- 18 邓晋福, 赵海玲, 吴宗絮等. 中国北方大陆下的地幔热柱与岩石圈运动. 现代地质, 1992, 6 (3): 267~ 274.
- 19 Latin D, Norry MJ, Tarzey RJE. Magmatism in the Gregory rift, East Africa: evidence for melt generation by a plume. *Journal of petrology*, 1993, 34: 1007~ 1027.
- 20 Gurenko AA, Chaussidon M. Enriched and depleted primitive melts included in olivine from Icelandic tholeiites: origin by continuous melting of a single mantle column. *Geochimica et Cosmochimica acta*, 1995, 59: 2905~ 2917.
- 21 Brandon AD, Goles GG. Assessing subcontinental lithospheric mantle sources for basalts: Neogene volcanism in the Pacific Northwest, USA as a test case. *Contributions to mineralogy and petrology*, 1995, 121: 364~ 379.
- 22 刘若新, 樊祺诚, 孙建中. 中国几个地方的石榴石二辉橄榄岩捕虏体研究. 岩石学报, 1985, 1 (4): 24~ 33.
- 23 O' Reilly SY, Griffin WL. 4-D lithosphere mapping: methodology and examples. *Tectonophysics*, 1996, 262: 3~ 18.
- 24 Bercovici D, Mahoney J. Double flood basalts and plume head separation at the 660-kilometer discontinuity. *Science*, 1994, 266: 1367~ 1369.
- 25 Van Keken P. Evolution of starting mantle plumes: a comparison between numerical and laboratory models. *Earth and*

planetary science letters, 1997, 148: 1~ 11.

## Geochemical Characteristics and Genetic Model of Hannuoba basalts, Hebei Province

Li Tianfu, Ma Hongwen, Bai Zhimin

(School of Materials Science and Technology, China University of  
Geosciences, Beijing 100037)

**Key words:** Hannuoba; multicycled eruption; geochemistry; multicycled diapiric increment melting; mantle plume; partial melting extent

### Abstract

Hannuoba basalts, which erupted in early Miocene of Neogene, are located on the northern margin of North China Block as a basaltic plateau and cover an area of about 1700km<sup>2</sup>. These basalts consist of intercalated alkaline basalt and subalkaline basalt with mantle xenoliths in basanite and alkaline dorgalite. The ages of basalts vary upward from 24.5 Ma to 13.6 Ma. The distinct geological character is that the early alkaline basalt and the late subalkaline basalt are in rhythmicity, as has been recognized by many geologists.

In general, SiO<sub>2</sub> increases gradually (42.91% → 50.17%) from basanite, alkaline olivine basalt, olivine tholeiite to quartz tholeiite, Mg<sup>#</sup> is usually 0.55~ 0.63 in basanite, 0.63~ 0.66 in alkaline-olivine basalt, and 0.59~ 0.66 in olivine tholeiite. Correspondingly, normative nepheline decreases and hypersthene and quartz increase. The REE partition patterns vary with the rock types of the basalt, i. e., bulk REE concentration decreases from basanite to quartz tholeiite, LREE decreases and HREE increases slightly. Rare earth elements and other incompatible elements are differentiated extensively. On the whole, the incompatible elements distribution patterns resemble those of OIB. In La/Sm-La plot, the samples studied are projected as an inclined array from upper right to lower left, and accordingly the rock types change from basanite to quartz tholeiite. The concentration of compatible element Cr varies from low to high to medium and the concentration of Ni increases slightly from basanite to tholeiite, but the change is not so remarkable, and Co shows no notable changes. All of this suggests a partial melting process and the melting extent increases from basanite to quartz tholeiite.

When the geological and geochemical characteristics are related to high temperature and high pressure melting experiments on peridotite, it can be concluded that the main magmatic process is the incremental partial melting. Gravitational instability caused by local thermal anomaly may induce the diapiric ascent of mantle material, leading to depressure partial

(下转第 236 页) (to be continued on p. 236)

---

(上接第 228 页) (continued from p. 228)

melting. Phase change also occurs in Al-rich phase such as garnet. When the mantle diapir ascends to the spinel stability field, melting sequence of mineral phases is Cpx  $\rightarrow$  Spn  $\rightarrow$  Opx  $\rightarrow$  Ol (Ito & Kennedy, 1976). Melting of Cpx which is the main Na-bearing phase in mantle peridotite will produce normative nepheline basalt magma. Further melting will cause Spn which contains the main part of Cr in peridotite and some other minerals like Opx to enter the melt, leading to decrease of SiO<sub>2</sub> and increase of Cr in melt and resulting in the composition of alkaline olivine basalt. With the increasing of melting, more Opx enters melt, thus the norm ne and Cr concentration decreases and norm hy increases, making the melt composition move towards olivine tholeiite. When the mantle diapir enters the plagioclase stability field, there occurs incongruent melting of Opx, i. e., En  $\rightarrow$  Ol + SiO<sub>2</sub>. This will form quartz tholeiitic magma.

The mantle plume theory is used to interpret the induction of diapir and the generation of Hannuoba basalts. Deep mantle hot plume supplied the heat needed for partial melting and some of incompatible elements-rich fluids to decrease the solidus temperature. This caused diapiric ascent of mantle material and consequently the pressure release. On the way up, diapirite would melt at different phase stability depths. The mantle plume might have occurred several times in the same place under the stationary plate (Van Keken, 1997) and caused rhythmic basalt eruptions. The mantle plume theory can also be used to explain the correlation with OIB type of incompatible element distribution pattern. Hence the petrogenetic model can be called multicyclic increment partial melting.